Sind die überadiabatischen Gradienten reell?

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde

der hohen philosophischen Fakultät der Universität Leipzig

vorgelegt von

ACAD.
LUGD.BAT.
BIBL.

Bruno Wiese
aus Leipzig.

Druck von Robert Noske, Borna-Leipzig
Großbetrieb für Dissertationsdruck
1915.

Angenommen von der III. Sektion auf Grund der Gutachten der Herren Bjerknes und Wiener.

Leipzig, den 12. Februar 1915.

Der Procancellar:
Zimmern.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Einleitung 1

Allgemeines über das Vorkommen von überadiabatischen Gradienten 2

Erster Teil.

Können überadiabatische Gradienten durch Fehler der Instrumente oder der Beobachtungsmethode vorgetäuscht werden?

§ 1. Aufstiege mit dem Quecksilberthermometer und Quecksilberbarometer 4

§ 2. Aufstiege mit mehreren Thermographen und Barographen 4

§ 3. Überadiabatische Gradienten beim Aufstieg und Abstieg 8

§ 4. Einfluß der Instrumentalfehler auf die Berechnung der Gradienten 8

§ 5. Fehler, die auf mangelhafter Ventilation beruhen . 13

Zweiter Teil.

Statistische Bearbeitung des Vorkommens von überadiabatischen Gradienten.

§ 1. Allgemeines 14

§ 2. Verteilung der überadiabatischen Gradienten auf die Aufstiege 14

§ 3. Überschreitung des adiabatischen Wertes 15

§ 4. Verteilung nach Höhenstufen 15

§ 5. Zeitliche Verteilung 18

§ 6. Zeitliche Verteilung in den einzelnen Höhenstufen . 20

§ 7. Verteilung nach Höhenstufen zu verschiedenen Zeiten 22

§ 8. Verteilung nach Wetterlagen 22

§ 9. Klimatologische und geographische Verteilung . . . 25

§ 10. Vertikale und horizontale Ausdehnung der Schichten mit überadiabatischen Gradienten 32

§ 11. Windsprung an den Stellen mit überadiabatischen Gradienten 34

Seite

Dritter Teil.

Erklärungsversuche für die Entstehung überadiabatischer Gradienten.

§ 1. Allgemeines 34
§ 2. Seitliche Konvektion 35
§ 3. Luftschlieren 35
§ 4. Strahlung 36
§ 5. Kondensation 36
§ 6. Übersättigung und Unterkühlung 38

Zusammenfassung 39

Literaturverzeichnis.

Im Text ist durch hochgestellte eingeklammerte Zahlen hinter dem Namen auf die folgenden Abhandlungen hingewiesen.

1. **Arthur Berson,** Bericht über die aerologische Expedition des Königlich Aeronautischen Observatoriums nach Ostafrika im Jahre 1908.
2. **Reger,** Täglicher Temperaturgang und doppelte Luftdruckschwankung. Diss.
3. Veröffentlichungen der Internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt. Herausgegeben von Prof. Dr. H. Hergesell, Straßburg.
4. **W. Schmidt,** Häufigkeitsverteilung der vertikalen Temperaturgradienten mit der Höhe. Sitzungsbericht der Intern. Komm. f. wissenschaftl. Luftschiffahrt, in Wien.
5. **Hann,** Lehrbuch der Meteorologie.
6. **Aßmann** und **Berson,** Wissenschaftliche Luftfahrten. Braunschweig 1899.
7. Forschungsreise S. M. S. „Planet“ 1906/07. Bd. 2: Aerologie. Herausgegeben vom Reichsmarineamt, Berlin.
8. **Wigand** und **Lutze,** Bericht über eine wissenschaftliche Freiballonfahrt. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. 1914, Heft 3.
9. **Braak,** Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufstiege mit dem Freiballon „Batavia“.
10. **H. Bruns,** Wahrscheinlichkeitsrechnung und Kollektivmaßlehre.
11. **Nadler,** Einige Folgerungen für den Aufbau der Atmosphäre aus den Registrierballonbeobachtungen der Intern. Komm. für wissenschaftliche Luftschiffahrt. Beitr. z. Phys. d. fr. Atm. Bd. 6 Heft 2.
12. **V. Bjerknes,** Dynamische Meteorologie und Hydrographie. Bd. 1: Statik der Atmosphäre und Hydrosphäre.
13. Veröffentlichungen des Geophysikalischen Instituts der Universität Leipzig. Erste Serie. Heft 3: Zustand der Atmosphäre über Europa am 18., 19. und 20. Mai 1910.

14. **Sverdrup,** Ausgedehnte Inversionsschichten in der freien Atmosphäre. Veröffentl. des Geophys. Inst. der Univ. Leipzig. Zweite Serie. Heft 3.
15. **Wilson,** Condensation of Water Vapour in the Presence of Dust-free Air and other Gases. Phil. Trans. A. 189, S. 265.
16. **Gerdien,** Die atmosphärische Elektrizität. Winkelmann, Handbuch der Physik. Bd. 4: Elektrizität und Magnetismus I.

Einleitung.

Um die Temperaturverteilung längs einer Vertikalen in der Atmosphäre zu charakterisieren, benutzt man den vertikalen Temperaturgradienten. In der meteorologischen Praxis definiert man ihn gewöhnlich als das Temperaturgefälle pro 100 m Höhe. Ist die Temperaturverteilung nun eine solche, daß eine in vertikaler Richtung verschobene Luftmasse als Folge der adiabatischen Erwärmung oder Abkühlung immer die Temperatur ihrer neuen Umgebungen annimmt, so ist das Gleichgewicht indifferent, und man bezeichnet den entsprechenden Temperaturgradienten als adiabatisch. Bei kleineren, also unteradiabatischen Werten dieses Gradienten ist das Gleichgewicht stabil, bei den größeren, überadiabatischen Werten instabil.

In den bodennahen Schichten der Atmosphäre ist das gelegentliche Vorkommen von überadiabatischen Gradienten sichergestellt, nicht nur in den Tropen (vgl. Berson[1]), sondern auch in unseren Breiten (vgl. Reger[2]). Ob aber überadiabatische Gradienten und die damit verbundenen instabilen Zustände auch in der freien Atmosphäre auftreten können, ist vielfach in Zweifel gezogen worden. Allerdings geben die Thermogramme der Aufstiegsinstrumente oft überadiabatische Gradienten an. Bei einer Auszählung des Vorkommens dieser Gradienten bei den Aufstiegen der Internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt[3] in den einzelnen Jahren hat aber W. Schmidt[4] in Wien gefunden, daß ihre Häufigkeit in den ersten Jahren am größten ist und später immer geringer wird. Dieses könnte dahin gedeutet werden, daß diese Gradienten bei einer fortschreitenden Verfeinerung der Instrumente allmählich ganz verschwinden würden.

Um diese Frage näher zu untersuchen, stellte ich aus denselben Veröffentlichungen das Vorkommen von Gradienten größer

als 1° C pro 100 m Höhe in den Jahren 1905—1911 fest und fand die folgende Tab. I.

Tab. I.

	1905	1906	1907	1908	1909	1910	1911
Gradienten pro 100 Aufstiege	132,9	101,6	90,8	79,8	79,5	92,8	73,9
Anzahl der Aufstiege .	73	127	184	208	234	264	188

Wenn auch die Zahlen in der mittleren Zeile im Durchschnitt ein deutliches Abnehmen zeigen, so hat man doch nicht den Eindruck, daß sie gegen Null konvergieren, sondern wohl vielmehr gegen eine Grenze in der Gegend von 70. Da nun außerdem der wirkliche adiabatische Gradient nicht 1° C pro 100 m ist, sondern immer kleiner, nämlich 0,98° C, solange keine Kondensation vorkommt, und bei eintretender Kondensation noch kleiner (vgl. Hann's[5] bekannte Tabelle), so wäre es verfrüht, auf Grundlage dieser Statistik einfach die Realität der überadiabatischen Gradienten in der freien Atmosphäre zu leugnen.

Ich will im folgenden versuchen, ob ich durch Untersuchung der Fehlereinflüsse, durch statistische Bearbeitung und durch Aufsuchen der Entstehungsmöglichkeiten sichere Anhaltspunkte finden kann zur Entscheidung der Frage, ob die durch die Registrierinstrumente angezeigten überadiabatischen Gradienten der Wirklichkeit entsprechen, oder ob sie auf die Unvollkommenheiten der Instrumente und der Beobachtungsmethoden zurückzuführen sind. Um auf der sicheren Seite zu sein, werde ich dabei nur solche Gradienten als überadiabatisch zählen, die mehr als 1° C pro 100 m betragen.

Allgemeines über das Vorkommen von überadiabatischen Gradienten.

Im Geophysikalischen Institut der Universität Leipzig waren mir folgende Veröffentlichungen zugänglich:

1. Veröffentlichungen der Internationalen Kommission für wissenschaftliche Luftschiffahrt,[3]

2. Aßmann und Berson: Wissenschaftliche Luftfahrten,[6]
3. Forschungsreise von S. M. S. „Planet“,[7]
4. Arthur Berson: Bericht über die aerologische Expedition des Königlich Aeronautischen Observatoriums nach Ostafrika im Jahre 1908.[1]

Betreffs der Veröffentlichungen der Internationalen Kommission zeigte sich jedoch bald, daß es nicht lohnend war, die Beobachtungen der ersten Jahre mit zu verwenden, weil die Resultate derselben weniger zuverlässig sind. Ich beschränkte mich daher auf die Zeit von Januar 1905 bis November 1911. In diesem Zeitraum von 7 Jahren konnte ich 144 Aufstiegstage verarbeiten. Ich benutzte fast durchweg nur Registrierballonaufstiege, nur bei Expeditionen wurden auch einige Drachenaufstiege verwendet, so daß im ganzen 1278 Aufstiege an 48 Stationen in Betracht kamen.

Von den Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten waren 71 Freiballonaufstiege für meine Untersuchungen geeignet; von der Forschungsreise S. M. S. „Planet“, die in den Jahren 1906 bis 1907 stattfand, konnte ich 44 Drachenaufstiege über tropischen Gewässern verwenden. Die Aufstiege der aerologischen Expedition Bersons nach Ostafrika im Jahre 1908 zerfallen in 3 Gruppen, nämlich 26 Registrierballon- und Drachenaufstiege auf dem Viktoria-Nyanza-See, 48 Drachenaufstiege im Küstengebiet von Deutsch-Ostafrika und 6 Aufstiege im Südindischen Ozean.

Ich stellte zunächst fest, wieviele gemessene Gradienten, die den Wert 1 überschreiten, sich bei den genannten 1278 Aufstiegen der Internationalen Kommission finden. Es ergab sich als Resultat die Zahl 1129, das sind 88,3 überadiabatische Gradienten pro 100 Aufstiege. Auf die Verteilung derselben werde ich noch zurückzukommen haben.

Ebenso finde ich in den Tropen Gradienten, die mehr als 1 betragen. Bei den 44 Drachenaufstiegen von S. M. S. „Planet“ erhält man deren 27. Wichtiger jedoch ist die aerologische Expedition nach Ostafrika, weil Berson ziemlich genaue Untersuchungen über die Zuverlässigkeit seiner Beobachtungen anstellt. Bei den 26 auf dem Viktoria-Nyanza ausgeführten Aufstiegen ergeben sich 40, bei den 48 Drachenaufstiegen im Küstengebiet

in der Gegend von Daressalam 211 und im Südindischen Ozean bei 6 Aufstiegen 7 überadiabatische Gradienten.

Erster Teil.

Können überadiabatische Gradienten durch Fehler der Instrumente oder der Beobachtungsmethode vorgetäuscht werden?

§ 1.

Aufstiege mit dem Quecksilberthermometer und Quecksilberbarometer.

Die durch W. Schmidts [4] Untersuchung nahegelegte Annahme ist die, daß überadiabatische Gradienten durch Fehler der Instrumente vorgetäuscht werden. Dem ist aber entgegenzuhalten, daß bei Aufstiegen mit Instrumenten der verschiedensten Art solche gefunden werden. Aßmann, Berson und andere benutzten bei den Berliner wissenschaftlichen Luftfahrten das Quecksilberbarometer und das Aßmannsche Aspirationspsychrometer, also unsere zuverlässigsten Instrumente. Eine Untersuchung dieser Fahrten ergab auf 71 Aufstiege 44 überadiabatische Gradienten. Auch Wigand und Lutze [8] finden bei einem Aufstiege im Freiballon am 14. Mai 1913 in Bitterfeld in der Höhe von 8500 m bis 9400 m einen überadiabatischen Gradienten, ebenso kommen sie bei Freiballonaufstiegen in den Tropen vor (vgl. Braak [9]).

§ 2.

Aufstiege mit mehreren Thermographen und Barographen.

Eine andere Kontrolle liefern auch die Registrierballons, die mehrere Thermographen oder Barographen mitführen. Man kann zunächst die Gradienten über 1 einem Thermographenfehler zuschreiben wollen. Ich untersuchte deshalb die Aufstiege der Internationalen Kommission mit mehreren Thermographen, wobei ich auch das Rohrthermometer mit in Betracht ziehen mußte, das sonst wegen seiner großen Hebelübertragung nicht mit be-

rücksichtigt worden ist. Es fanden sich bei diesen Aufstiegen 264 Fälle von überadiabatischen Gradienten. Bei diesen 264 Fällen ergeben in 130 Fällen beide Thermographen in derselben Höhe einen Gradienten größer als 1, und in 28 Fällen gibt der eine Thermograph einen Gradienten gleich 1. Es wären dies 49,2 % und mit Rücksicht auf die letztgenannten 28 Fälle sogar 59,9 %. Bei einem Aufstiege in Straßburg am 19. Mai 1910, 2^ha liefern sogar 3 Thermographen in derselben Höhe einen überadiabatischen Gradienten.

In den Fällen, wo mehrere Thermographen Gradienten über 1 ergeben haben, könnten wir dieses einem Barographenfehler zuschreiben. Ich suchte deshalb diejenigen dieser Aufstiege heraus, bei denen neben mehreren Thermographen auch mehrere Barographen verwendet worden sind. So erhielt ich 7 Aufstiege und konnte feststellen, daß sich bei denselben für sämtliche zulässige Kombinationen von Druck- und Temperaturangaben innerhalb desselben Höhenintervalles überadiabatische Gradienten finden, in einem Falle sogar bei 3 Thermographen und 3 Barographen, d. h. in 9 Kombinationen.

2 Registrierinstrumente wurden am 4. April 1905 in Itteville (Tab. II) und am 3. August 1905 in Trappes bei dem Registrierballon II (Tab. III) verwendet.

Tab. II.

Instrument A					Instrument B				
Zeit	Barometer I	Thermometer I	Höhenunterschied	Gradient	Zeit	Barometer II	Thermometer II	Höhenunterschied	Gradient
4^h 31 m 20 s	249	— 41,1	300	1,07	4^h 31 m 50 s	244	— 43,0	200	1,10
32 m 40 s	238	— 44,3	200	1,15	33 m 00 s	237	— 45,2	200	1,15
33 m 30 s	231	— 46,6			34 m 10 s	230	— 47,5		

Tab. III.

Instrument A					Instrument B				
Zeit	Barometer I	Thermometer I	Höhenunterschied	Gradient	Zeit	Barometer II	Thermometer II	Höhenunterschied	Gradient
8 h 02 m 00 s	739	+ 18,9	81	1,48	8 h 02 m 00 s	739	+ 18,9	89	1,01
02 m 50 s	732	+ 17,7			02 m 40 s	731	+ 18,0		

Ein anderer Fall lag am 3. Januar 1908 in Straßburg vor. Das Instrument trug zwei voneinander vollständig getrennte Galgen, deren einer wie gewöhnlich aus Aluminium, deren anderer aus Nickelstahl bestand. Der Aluminiumgalgen trug die Schreibfedern zum Rohrthermometer R, zu dem Lamellenthermometer LI, zum Boschschen Aneroid BI und zum Hygrometer, der Nickelstahlgalgen die Federn zum Richardschen Aneroid BII und zum Lamellenthermometer LII. Alle Federn schrieben auf die gleiche Trommel. So ergab sich für die durch die Indizes gekennzeichneten Kombinationen die Tabelle IV.

Tab. IV.

Aluminiumgalgen

Zeit	BI	LI	R	$\Delta H_{BI,LI}$	$\Delta H_{BI,R}$	$g_{BI,LI}$	$g_{BI,R}$
15 m 40 s	438	— 22,9	— 21,4	90	90	1,22	1,33
16 m 00 s	433	— 24,0	— 22,6				

Nickelstahlgalgen

Zeit	BII	LII	$\Delta H_{BII,LII}$	$g_{BII,LII}$
15 m 35 s	434	— 21,9	40	2,25
15 m 45 s	432	— 22,8		

Außerdem ist in den Thermogrammen an dieser Stelle ein kleiner Knick, der sich auch beim Abstieg wiederfindet.

Dieselbe Instrumentenanordnung lag auch am 31. Juli 1908 (Tab. V) und am 1. Oktober 1908 (Tab. VI) in Straßburg vor, jedoch sind im ersteren Falle die Registrierungen für denselben Zeitpunkt ausgewertet.

Tab. V.

Zeit	BI	BII	LI	R	LII	ΔH_{LI}	ΔH_R	g_{LI}	g_R
0 m 00 s	754	754							
—	—	—							
—	—	—	19,1	17,9					
1 m 15 s	724	724	17,8	16,4	versagte	70	70	1,86	2,14
—	—	—							
3 m 10 s	681	681							

Tab. VI.

Aluminiumgalgen

Zeit	BI	LI	R	$\Delta H_{BI,LI}$	$\Delta H_{BI,R}$	$g_{BI,LI}$	$g_{BI,R}$
0 m 00 s	757	17,4	16,9	250	250	1,96	1,52
1 m 00 s	—	12,5	13,1				

Nickelstahlgalgen

Zeit	BII	LII	$\Delta H_{BII,LII}$	$g_{BII,LII}$
0 m 00 s	757	17,3	280	1,46
1 m 05 s	—	13,2		

In den folgenden beiden Fällen, Straßburg am 8. Juni 1911 (Tab. VII) und am 15. September 1911 (Tab. VIII) kamen 3 Barographen zur Verwendung.

Tab. VII.

BI	BII	BIII	LI	R	LII	ΔH_{BI}	ΔH_{BII}	ΔH_{BIII}
756	756	756	19,1	19,1	19,0	350	361	361
725	724	724	15,1	15,3	15,0	für alle Thermographen		

Daraus ergeben sich folgende Gradienten:

g = 1,14 1,09 1,14 1,11 1,05 1,11 1,11 1,05 1,11

Tab. VIII

I	BII	BIII	LI	LII	$\Delta H_{BI,LI}$	$\Delta H_{BI,LII}$	$\Delta H_{BII,LI}$	$\Delta H_{BII,LII}$	$\Delta H_{BIII,LI}$	$\Delta H_{BIII,LII}$
19	205	216	— 45,2	— 44,1	649	651	558	559	626	628
98	188	196	— 51,8	— 51,7						

Daraus ergeben sich folgende Gradienten:

g = 1,02 1,17 1,18 1,36 1,05 1,21.

Wie man sieht, stimmen also oft die Registrierungen verschiedener Instrumente darin überein, daß sie überadiabatische Gradienten an derselben Stelle ergeben. Diese Übereinstimmung ist kein Beweis dafür, daß nicht noch ein Fehler der Methode (zeitliche Änderung der Temperatur während des Aufstieges) vorliegt. Dieser wird aber durch die nächste Untersuchung unwahrscheinlich gemacht.

§ 3.

Überadiabatische Gradienten beim Aufstieg und Abstieg.

Von den 1129 überadiabatischen Gradienten in den Aufstiegen der Internationalen Kommission finden sich 73 bei solchen Aufstiegen, wo uns auch der Abstieg zur Verfügung steht. In 41 Fällen davon gibt nun sowohl der Aufstieg als auch der Abstieg in „etwa“ derselben Höhe Gradienten größer als 1, d. h. in 56,2 % Fällen. Dabei verstehe ich unter „etwa“ derselben Höhe ein Intervall von 600 m, wobei die untere Grenze 300 m gesunken und die obere Grenze 300 m gehoben sein kann.

Dieses Resultat ist um so erstaunlicher, als doch labile Zustände herrschen, die zeitlich ziemlich schnell variieren können. Außerdem erfolgt der Abstieg des Ballons doch niemals an derselben Stelle in der Atmosphäre, wo der Aufstieg stattgefunden hat, so daß die Gebiete labilen Gleichgewichtes also auch eine gewisse seitliche Ausdehnung haben müssen.

Von besonderem Interesse ist ein Drachenaufstieg am 23. Juli 1907 am Schwarzen Meere, bei dem sich sowohl beim Aufstieg als auch beim Abstieg in allen Höhen überadiabatische Gradienten finden. Ob diese Werte allerdings alle reell sind läßt sich leider nicht weiter untersuchen.

§ 4.

Einfluß der Instrumentalfehler auf die Berechnung der Gradienten.

Im Punkte P der Atmosphäre zeigen die Instrumente nicht die wahren Werte von Druck, Temperatur und Feuchtigkeit an, sondern aus irgendwelchen Ursachen, denen wir hier nicht auf

den Grund gehen wollen, sind die Angaben verfälscht. Diese Verfälschung geht natürlich auch in die vertikalen Temperaturgradienten ein.

Wir betrachten zwei vom Ballon passierte Punkte A und B in der Atmosphäre. In dem tiefer liegenden Punkte A sind die wahren Werte der Höhe und der Temperatur h_1 Hektometer und $t_1{}^0$ C, die beobachteten Werte sind $h_1 + \Delta h_1$ und $t_1 + \Delta t_1$, wobei Δh_1 und Δt_1 die Fehler sind. Die analogen Werte in B haben den Index 2. Dann ergibt sich für den wahren Gradienten der Ausdruck

$$g_w = \frac{t_1 - t_2}{h_2 - h_1},$$

während der fehlerhafte beobachtete Gradient den Wert annimmt

$$g_f = \frac{(t_1 + \Delta t_1) - (t_2 + \Delta t_2)}{(h_2 + \Delta h_2) - (h_1 + \Delta h_1)}.$$

Daraus folgt als Unterschied zwischen dem falschen und dem wahren Gradienten

$$\Delta g = g_f - g_w$$

$$\Delta g = \frac{(t_1 + \Delta t_1) - (t_2 + \Delta t_2)}{(h_2 + \Delta h_2) - (h_1 + \Delta h_1)} - \frac{t_1 - t_2}{h_2 - h_1}$$

$$\Delta g = \frac{(\Delta t_1 - \Delta t_2) - \frac{t_1 - t_2}{h_2 - h_1}(\Delta h_2 - \Delta h_1)}{(h_2 - h_1) + (\Delta h_2 - \Delta h_1)}.$$

Setzen wir noch

$$\Delta t_1 - \Delta t_2 = \Delta_2 t$$

$$\Delta h_2 - \Delta h_1 = \Delta_2 h$$

$$h_2 - h_1 = h$$

$$\frac{t_1 - t_2}{h_2 - h_1} = g_w,$$

so erhalten wir schließlich

$$\Delta g = \frac{\Delta_2 t - g_w \Delta_2 h}{h + \Delta_2 h}.$$

Diese Form läßt erkennen, daß nur Fehlerdifferenzen in Betracht kommen.

Unter der Annahme, daß $g_w > 0$ ist, bestimmen die Vorzeichen von $\Delta_2 t$ und $\Delta_2 h$ dasjenige von Δg. Uns interessiert nur der Fall, daß Δg positiv wird. Dies geschieht, wenn

a) $\Delta_2 t = 0$ und $\Delta_2 h < 0$
b) $\Delta_2 t > 0$ und $\Delta_2 h = 0$
c) $\Delta_2 t > 0$ und $\Delta_2 h > 0$, aber $\Delta_2 t > \Delta_2 h$
d) $\Delta_2 t < 0$ und $\Delta_2 h < 0$, aber $|\Delta_2 t| < |\Delta_2 h|$
e) $\Delta_2 t > 0$ und $\Delta_2 h < 0$.

Den größten Fehler Δg liefert der Fall e) und wir wollen uns nur noch mit diesem beschäftigen. Dann müssen wir in die Gleichung

$$\Delta g = \frac{\Delta_2 t + g_w \Delta_2 h}{h - \Delta_2 h}$$

die absoluten Werte von $\Delta_2 t$ und $\Delta_2 h$ einsetzen.

Wenn wir noch setzen

$$\frac{\Delta_2 t}{h} = \bar{\Delta}_2 t$$

$$\frac{\Delta_2 h}{h} = \bar{\Delta}_2 h$$

wird

$$\Delta g = \frac{\bar{\Delta}_2 t + g_w \bar{\Delta}_2 h}{1 - \bar{\Delta}_2 h}.$$

Diese Formel ist zunächst aufgestellt für zusammengehörige Werte von $\bar{\Delta}_2 t$, $\bar{\Delta}_2 h$ und g_w. Wenn wir aber die Realität der überadiabatischen Gradienten leugnen, müssen wir $g_w = 1$ als Maximalwert betrachten. Setze ich daher diesen Wert in die Gleichung ein, so wird dadurch der Wert Δg noch vergrößert, und ich erhalte

$$\bar{\Delta} g = \frac{\bar{\Delta}_2 t + \bar{\Delta}_2 h}{1 - \bar{\Delta}_2 h}.$$

Um den Mittelwert von $\bar{\Delta} g$ zu finden, setze ich zur einfacheren Rechnung

$$\bar{\Delta}_2 h = 1 - x$$
$$\bar{\Delta}_2 t = y - 1$$
$$\bar{\Delta} g = z - 1.$$

Dann ergibt sich

$$z - 1 = \frac{(y - 1) + (1 - x)}{x}$$

$$z = \frac{y}{x} = y \cdot \frac{1}{x}.$$

Der Mittelwert von z ist nur dann gleich dem Produkt der Mittel von y und $\frac{1}{x}$, wenn y von $\frac{1}{x}$ unabhängig ist (vgl. Bruns[10]). Eine vollständige Unabhängigkeit zwischen x und y besteht zwar nicht, aber die durch Temperaturfehler in den berechneten Höhen entstehenden Höhenfehler bleiben im Verhältnis zu den schon vorhandenen Barographenfehlern so klein, daß wir in dem vorliegenden Falle praktisch mit einer Unabhängigkeit zwischen $\frac{1}{x}$ und y rechnen können.

Ich kann nun zwar nicht $\overline{\Delta}_2 t$ und $\overline{\Delta}_2 h$, d. h. die Differenz der Abweichungen vom wahren Werte pro 100 m, und somit x und y bestimmen, da ich den wahren Wert der Temperatur in einem bestimmten Punkte der Atmosphäre niemals kenne. Wohl aber kann ich bei Aufstiegen mit mehreren Thermographen und Barographen das Mittel aus den einzelnen Temperatur- und Höhenwerten bilden und als Ausgangswert betrachten. Wir benutzen dazu die Aufstiege mit mehreren Thermographen und mehreren Barographen, wie wir z. B. am 11. August 1910 in Straßburg einen haben. Die Verarbeitung dieser Aufstiege ergab als mittleren Wert von $\overline{\Delta}_2 t$ den Wert 0,027 oder abgerundet 0,03. Somit haben wir für den Durchschnitt y_0 der Größen y den Wert 1,03 zu setzen. Um die Werte x_a zu finden, muß ich die Werte von $\overline{\Delta}_2 h$ unter Berücksichtigung der Häufigkeit ihres Auftretens bestimmen. Es ergab sich

$\overline{\Delta}_2 h =$	0,00	13 mal
	0,01	14 „
	0,02	15 „
	0,03	6 „
	0,04	7 „
	0,05	8 „

$\overline{\Delta}_2 h =$	0,06	2 mal
	0,07	5 „
	0,08	8 „
	0,09	7 „
	0,10	2 „
	0,13	2 „
	0,14	3 „
	0,16	1 „
	0,17	2 „
	0,18	1 „

Für die Anzahl aller Fälle ergibt sich hieraus die Zahl 96, während ich die Argumente x nach der Beziehung

$$x = 1 - \overline{\Delta}_2 h$$

erhalte.

Indem ich nun in der Gleichung $z = \frac{y_0}{x_\alpha}$ für x_α alle Werte von x_1 bis x_{96} einsetze und aus den so erhaltenen Werten z das Mittel bilde, finde ich

$$z_0 = 1{,}08,$$

oder mit Hilfe von

$$\overline{\Delta} g = z - 1$$

erhalte ich den Mittelwert von $\overline{\Delta} g$, nämlich 0,08.

Es ist also somit nachgewiesen, daß durch Instrumentalfehler im Mittel ein Wert von 1,08 vorgetäuscht werden kann. Man muß noch die Unsicherheit des Mittels hinzurechnen, die gegeben ist durch die bekannte Formel

$$p = \pm \sqrt{\frac{\Sigma \delta^2}{m\,(m-1)}},$$

worin δ die Abweichung der einzelnen Werte vom Mittelwerte und m die Anzahl der einzelnen Werte bedeutet. Für diese Größe p findet man $\pm$ 0,01, so daß man auch für das Mittel die Größe 1,09 ansetzen darf. Wir können also dann folgenden Schluß ziehen: Wenn man aus einer Gruppe von Beobachtungen ein Gradientenmittel erhält, das größer ist als 1,09, so kann man mit Sicherheit behaupten, daß nicht alle Summanden durch Instrumentalfehler zu überadiabatischen Gradienten verfälscht sein

können. Tatsächlich findet man für die überadiabatischen Gradienten aus den Aufstiegen der Internationalen Kommission den Mittelwert 1,27, wenn man das Mittel über alle Höhen bildet. Bei dieser Mittelbildung sind allerdings die überadiabatischen Gradienten am Erdboden mitgenommen, welche wie in Teil I § 5 bemerkt ist, vielleicht teilweise durch mangelnde Ventilation vorgetäuscht sind. Aber auch wenn wir die Gradienten am Erdboden von der Mittelbildung ausschließen würden, könnte das Resultat qualitativ von dem genannten nicht verschieden sein; denn selbst in der Höhenschicht, wo das Mittel der überadiabatischen Gradienten am kleinsten ist, hat es nach Spalte D der Tab. IX in Teil II § 4 den Wert 1,16, ist also noch um 0,07 größer als der Mittelwert derjenigen Gradienten, die durch Instrumentalfehler vorgetäuscht sein können.

§ 5.

Fehler, die auf mangelhafter Ventilation beruhen.

Indem man die Angaben der Thermographen als Maß für die Lufttemperatur benutzt, setzt man voraus, daß sich der Thermograph angenähert im Wärmegleichgewicht mit der umgebenden Luft befunden hat. Das ist aber nur bei passender Ventilation möglich. Bei den Registrierballoninstrumenten kommt es zuweilen vor, daß die Ventilation in großen Höhen, wo die Dichte der Luft sehr gering ist, nicht genügt, und infolgedessen die Sonnenstrahlung die Angaben der Thermographen erhöht. Die Folge davon wird aber in der Regel nur die sein können, daß die Gradienten anscheinend verkleinert, nicht aber, daß sie vergrößert werden. Nur an der Erdoberfläche und besonders bei Aufstiegen vom Schiffe aus kann das letztere vorkommen, wenn nämlich das Instrument vor dem Loslassen nicht hinreichend ventiliert wird, so daß es eine höhere Temperatur als die der Luft anzeigt.

Die überadiabatischen Gradienten, die in der Nähe der Erde und besonders in der Nähe der Meeresoberfläche gefunden werden, können also teilweise durch mangelnde Ventilation vorgetäuscht sein, nicht aber die uns hauptsächlich interessierenden Gradienten in der freien Atmosphäre.

Zweiter Teil.

Statistische Bearbeitung des Vorkommens von überadiabatischen Gradienten.

§ 1.

Allgemeines.

Wir wollen nun im folgenden die überadiabatischen Gradienten statistisch verarbeiten. Finden wir dabei Gesetzmäßigkeiten, so können diese solcher Art sein, daß wir sie als eine weitere Stütze für die Realität betrachten dürfen. Dies wird gelten, wenn Gesetzmäßigkeiten in der Verteilung auf Jahreszeiten oder in bezug auf geographische Verteilung hervortreten. Dagegen wird man nicht jede Gesetzmäßigkeit in der räumlichen Verteilung ohne weiteres als Stütze für die Realität betrachten können. Es ist nämlich nicht undenkbar, daß die Instrumentalfehler mit der Höhe sich vorzugsweise in einer Richtung bewegen und ferner auch, daß an sich gleiche Fehler in verschiedenen Höhen in verschiedener Weise in das Resultat eingehen, und hierdurch können auch Gesetzmäßigkeiten in der Verteilung nach der Höhe vorgetäuscht werden.

§ 2.

Verteilung der überadiabatischen Gradienten auf die Aufstiege.

Von Interesse ist die Frage, wie sich die 1129 Gradienten über 1 auf die 1278 Aufstiege der Internationalen Kommission verteilen. Die Untersuchung ergibt, daß man 602 Aufstiege mit und 676 ohne solche Gradienten antrifft, d. h. 47,1 % bezw. 52,9 %. Somit tritt ein überadiabatischer Gradient selten allein auf, sondern gewöhnlich mit einem zweiten verbunden. Es ist dies eine analoge Erscheinung wie bei den Temperaturinversionen, die in direktem Gegensatz zu den überadiabatischen Gradienten stehen.

Von den 26 Aufstiegen Bersons auf dem Viktoria-Nyanza ergeben 21, von den 48 Drachenaufstiegen in der Gegend von

Daressalam 47 und von den 6 im Südindischen Ozean ausgeführten Aufstiegen 3 Aufstiege überadiabatische Gradienten. Demnach scheint es, daß die überadiabatischen Gradienten in den Tropen häufiger vorkommen als in der gemäßigten Breite, wo fast sämtliche Aufstiege der Internationalen Kommission stattfanden.

§ 3.

Überschreitung des adiabatischen Wertes.

Um einen Überblick über die Größe der gefundenen Gradienten zu gewinnen, ordnen wir die aus den internationalen Aufstiegen gefundenen überadiabatischen Gradienten in 5 ziemlich willkürlich gewählte Gruppen und finden

432	Gradienten	zwischen	1,01	und	1,10
258	„	„	1,11	„	1,20
389	„	„	1,21	„	2,00
43	„	„	2,00	„	3,41
7	„	größer als	3,41		

Der Wert 3,41 wurde benutzt, weil er dem Falle der homogenen Atmosphäre entspricht. Ist ein Gradient größer als 3,41, dann muß die Dichte nach oben hin zunehmen.

Wie bereits erwähnt, ist der Mittelwert dieser Gradienten 1,27.

Besonders auffallend ist der Gradientwert 16,7, den Berson[1] bei Aufstieg Nr. 109 in der Gegend von Daressalam findet. Er hält diesen Wert für reell, da ein Aufstieg 2 Stunden später an derselben Stelle den Wert 15,0 liefert.

§ 4.

Verteilung nach Höhenstufen.

Wir haben bereits in der Einleitung zwischen überadiabatischen Gradienten am Erdboden und solchen in der freien Atmosphäre unterschieden. Wenn wir die 1129 Gradienten aus den internationalen Aufstiegen nach diesem Gesichtspunkt in 2 Gruppen teilen, erhalten wir

276 Gradienten am Erdboden, d. h. 24,4 %
853 Gradienten in der freien Atmosphäre, d. h. 75,6 %

Von besonderem Interesse sind die letzteren, die wir weiter unterordnen wollen in Höhenstufen von 1000 m. Dabei sollen die zu 2 Schichten gehörigen überadiabatischen Gradienten mit zu derjenigen gerechnet werden, an der sie den meisten Anteil haben. So erhält man die in Spalte A der Tab. IX angegebenen Zahlen.

Tab. IX.

Höhe in Metern	A	B	C	D
16 000				
15 000	0	404	0,00	—
14 000	2	464	0,43	1,36
13 000	5	577	0,87	1,30
12 000	9	705	1,28	1,36
11 000	38	830	4,58	1,28
10 000	59	934	6,32	1,18
9 000	77	1001	7,69	1,22
8 000	89	1059	8,40	1,21
7 000	76	1093	6,95	1,19
6 000	60	1125	5,33	1,16
5 000	58	1156	5,02	1,26
4 000	47	1177	3,99	1,27
3 000	52	1200	4,33	1,23
2 000	60	1221	4,91	1,20
1 000	89	1252	7,11	1,22
	129	1274	10,13	1,28

Außerdem finden sich über 16 000 m noch 3 Gradienten größer als 1, welche wohl fehlerhaft sein werden, da sie bereits in der Stratosphäre liegen und aus einem verhältnismäßig kleinen Höhenintervall berechnet sind. Sie finden sich am 5. Mai und am 6. Oktober 1909 in Lindenberg, und zwar ist die größte Höhe 17 000—17 120 m.

Die Spalte A genügt aber noch nicht, um die Häufigkeit in den verschiedenen Höhenstufen zahlenmäßig miteinander vergleichen zu können, da nicht alle Ballons bis zur selben Höhe gestiegen sind. Ich muß vielmehr die Häufigkeit auf dieselbe Anzahl von Aufstiegen reduzieren und stelle deshalb fest, wieviel Aufstiege die verschiedenen Höhenstufen erreicht haben, wobei ich z. B. zur Gruppe 4000—5000 m auch diejenigen Aufstiege mit rechnen will, die 4800 m überschritten, aber 5000 m nicht ganz erreicht haben. Dann erhalte ich die in Spalte B der Tab. IX gegebenen Zahlen, mit deren Hilfe ich die in Spalte C

angegebene Anzahl der überadiabatischen Gradienten pro 100 Aufstiege bestimmen kann.

Die Kolonne C ist graphisch dargestellt in Fig. I. Wir finden ein Minimum der Häufigkeit zwischen 4000 m und 5000 m und außer dem Maximum in der untersten Schicht noch ein solches bei 8000—9000 m. Schon Nadler[11] macht auf ein häufiges Vorkommen von überadiabatischen Gradienten an der oberen Grenze der Troposphäre aufmerksam, was sich mit unserem Maximum deckt.

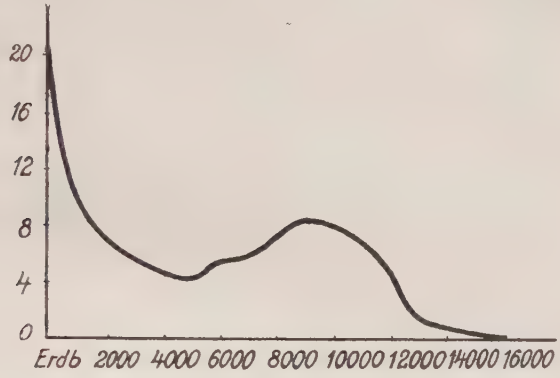

Fig. I.

Von weiterem Interesse ist die mittlere Größe der Gradienten über 1 in den einzelnen Höhenstufen, die in Spalte D der Tab. IX zusammengestellt und in Fig. II graphisch dargestellt ist. Diese läßt erkennen, daß das Minimum der Häufigkeit nicht mit dem Minimum der Größe zusammenfällt, wie man erwarten könnte.

Bei der Beurteilung dieser Ergebnisse werden wir berücksichtigen müssen, daß die mittlere Größe der Gradienten an sich schon mit der Höhe zunimmt. Überdies nehmen die Instrumentalfehler mit der Höhe zu, insbesondere auch der Einfluß der Barographenfehler auf die Höhenmessung. Beide Umstände werden dahin wirken können, eine der gefundenen analoge Verteilung hervorzurufen. Wir müssen daher noch weitere Ergebnisse der Statistik abwarten.

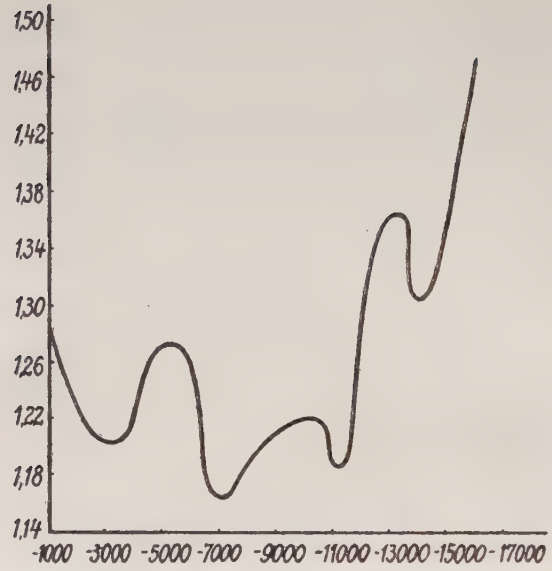

Fig. II.

§ 5.

Zeitliche Verteilung.

Zeitlich ordne ich zunächst nach meteorologischen Quartalen, d. h. der Winter umfaßt die Zeit vom 1. Dezember bis Ende Februar, der Frühling die Zeit vom 1. März bis 31. Mai usw. Dann erhalte ich die Tab. X.

Tab. X.

	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
Grad. pro 100 Aufst.	100,0	101,4	87,4	55,9
Anzahl der Aufst.	272	427	318	261

Man findet für den Winter ein stark ausgeprägtes Minimum und für den Frühsommer ein ausgeprägtes Maximum.

Ich zergliedere weiter nach Monaten und finde dabei die Tab. XI.

Tab. XI.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Grad. pro 100 Aufst.	55,1	45,3	71,0	94,6	118,6	123,3	89,2	98,1	93,7	96,9	68,8	63,9
Anzahl der Aufst.	78	75	69	74	129	86	83	258	126	99	93	108

Die graphische Darstellung in Fig. III ergibt ein Minimum im Februar und ein Maximum im Juni. Der Verlauf der Kurve vom Juni bis Oktober ist nicht gut ausgeprägt, doch läßt sich ein Abnehmen nicht leugnen. Am meisten fällt der Juli heraus,

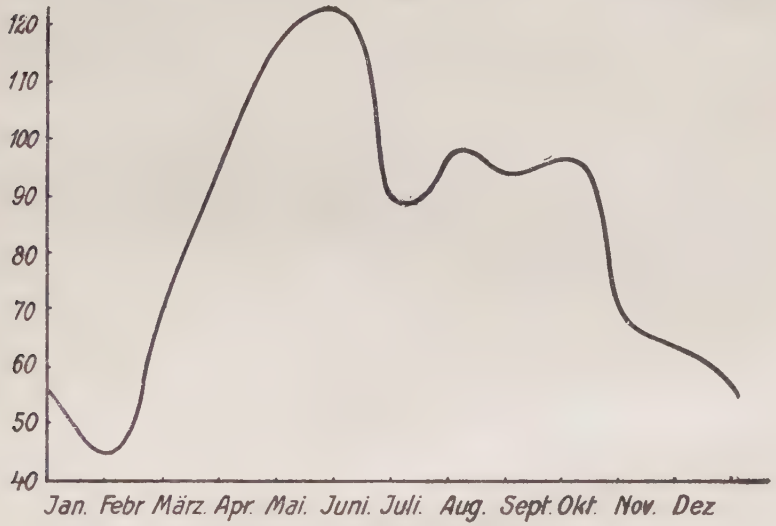

Fig. III.

doch mag das daran liegen, daß im Juli nur 83 Aufstiege gegen 258 im August sind.

Ob sich auch eine tägliche Periode für die freie Atmosphäre feststellen lassen würde, wenn dazu das nötige Beobachtungsmaterial vorhanden wäre, wage ich nicht zu entscheiden. Jedenfalls hat Reger[2] eine solche für die bodennahen Schichten nachgewiesen.

Die Verteilung der gefundenen überadiabatischen Gradienten auf die einzelnen Jahre ist bereits in der Einleitung angegeben.

§ 6.

Zeitliche Verteilung in den einzelnen Höhenstufen.

Die Kurve der monatlichen Verteilung scheint ziemlich stark von den Werten am Erdboden beeinflußt zu sein. Ich hielt es daher für vorteilhaft, die überadiabatischen Gradienten in drei Gruppen, nämlich solche bis zu 1000 m, von 1000 m bis 5000 m und solche über 5000 m getrennt zu untersuchen und zeitlich zu zergliedern. Die erste Gruppe nahm ich bis zu 1000 m, weil nach den Ausführungen Regers[2] die Konvektion von der Erde aus bis zu dieser Höhe reicht. Die Resultate sind nun in Tab. XII zusammengestellt.

Tab. XII.

		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
5000 m	Grad. pro 100 Aufst.	30,8	26,7	30,4	32,4	47,3	44,2	42,2	27,9	46,0	54,5	37,6	31,6
	Anzahl der Aufst.	72	69	64	68	119	79	76	238	116	91	86	99
1000 m	Grad. pro 100 Aufst.	10,3	9,3	18,8	27,0	35,7	16,6	15,7	22,5	15,9	20,2	14,0	14,8
	Anzahl der Aufst.	78	75	69	74	128	86	83	256	125	99	93	108
	Grad. pro 100 Aufst.	14,1	9,3	21,7	35,1	35,7	62,8	31,3	47,7	31,7	22,2	17,2	17,6
	Anzahl der Aufst.	78	75	69	74	129	86	83	258	126	99	93	108

Diese Tabelle ist graphisch dargestellt in Fig. IV.

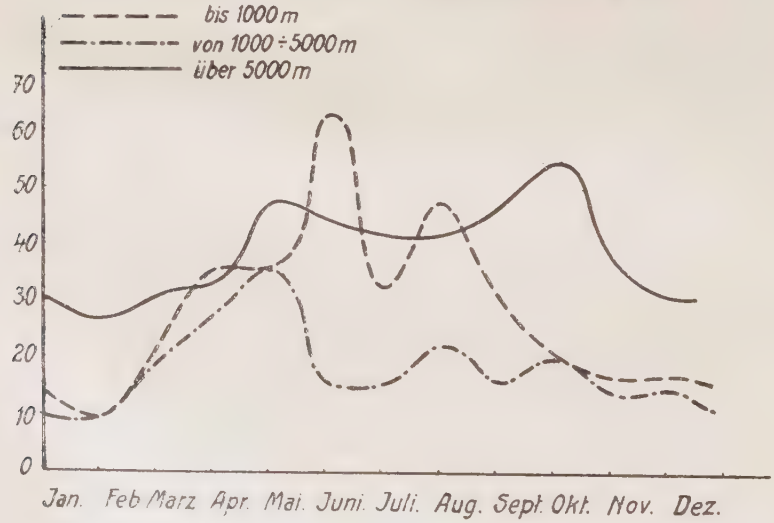

Fig. IV.

Bis 1000 m finde ich ein Minimum im Februar und ein Maximum im Juni, also eine jährliche Welle genau so wie beim allgemeinen zeitlichen Verlauf. Der Juli fällt wieder heraus. Über 5000 m dagegen haben wir eine halbjährliche Welle. Es zeigt sich ein ausgeprägtes Maximum im Oktober und ein zweites Maximum im Mai. Die beiden Minima liegen im Februar und im August. Die Schicht zwischen 1000 m und 5000 m können wir gewissermaßen als Übergangsschicht von der jährlichen zur halbjährlichen Welle betrachten.

Man könnte nun noch in den einzelnen Höhenstufen von 1000 zu 1000 m nach Monaten ordnen wollen. Ich habe das auch durchgeführt, aber das Material erwies sich als unzureichend, um Gesetzmäßigkeiten erkennen zu lassen. Man kann nur sagen, daß in den erdnahen Schichten die Häufigkeit im Winter im allgemeinen geringer ist als im Sommer.

Etwas günstiger liegen die Verhältnisse, wenn ich in den einzelnen Höhenstufen von 1000 m zu 1000 m nicht eine monatliche Verteilung, sondern eine solche nach meteorologischen Quartalen vornehme. Die so erhaltenen Resultate ergeben sich aus Tab. XIII, welche die Häufigkeit pro 100 Aufstiege angibt.

Tab. XIII.

	Erdboden	über E — 1000	— 2000	— 3000	— 4000	— 5000	— 6000	— 7000	— 8000	- 9000	— 10000	> 10000
Frühling	23,5	8,4	7,0	8,8	7,3	5,9	4,8	7,0	4,0	8,1	5,9	9,2
Sommer	31,6	16,0	9,6	4,0	3,2	3,0	4,9	3,8	5,3	6,3	5,7	7,9
Herbst	17,3	7,2	6,0	4,4	4,1	2,2	3,8	4,1	8,5	8,5	6,9	14,8
Winter	8,4	5,8	3,8	2,0	2,0	4,2	4,6	4,6	5,8	5,0	6,1	3,8

Aus diesen Ergebnissen kann man wohl nur schließen, daß das Material unzureichend war, um die Verteilung in so kleinen Schichten zu verfolgen.

Mit voller Sicherheit scheint dagegen aus diesem und aus dem vorhergehenden Paragraphen hervorzugehen, daß die Häufigkeit der überadiabatischen Gradienten ganz bestimmte Jahreszeitschwankungen aufweist; und da sich diese schwerlich auf Jahreszeiteigentümlichkeiten der Instrumente zurückführen lassen, muß man zwingend auf die Realität der überadiabatischen Gradienten schließen.

§ 7.

Verteilung nach Höhenstufen zu verschiedenen Zeiten.

Die Tab. XIII ergibt nicht nur eine zeitliche Verteilung in den einzelnen Höhenstufen, sondern zugleich auch eine Verteilung nach Höhenstufen in den einzelnen Quartalen. Sommer, Herbst und Winter ergeben im großen und ganzen dasselbe Resultat wie die Verteilung nach Höhenstufen überhaupt, d. h. ein Minimum der Häufigkeit bei 5000 m und außer dem Maximum am Erdboden noch ein Maximum bei 8000 m bis 9000 m. Der Frühling dagegen fügt sich weniger gut ein.

Um in den einzelnen Monaten eine Verteilung nach Höhenstufen vornehmen zu können, war das Beobachtungsmaterial wieder unzureichend.

§ 8.

Verteilung nach Wetterlagen.

Wir unterscheiden zyklonale und antizyklonale Wetterlage, jedoch ist es für ein größeres Gebiet oft recht schwer, eine strenge Grenze zwischen beiden zu ziehen. Um nur ganz ausgeprägte Zyklonen und Antizyklonen benutzen zu können, war das Material wieder nicht in der gewünschten Weise ausreichend. Es mußten daher auch weniger ausgeprägte Wetterlagen mit berücksichtigt werden, d. h. Aufstiegtage, welche über dem Zentrum Europas eine Antizyklone oder eine Zyklone aufweisen. Auf diese Art ergab sich

antizyklonale Wetterlage 99,2 überad. Grad. pro 100 Aufstiege,
zyklonale „ 78,7 „ „ „ 100 „

Bei antizyklonaler Wetterlage kommt die Insolation (vgl. dritten Teil § 4) sehr in Betracht; dementsprechend wird die obige Verteilung wieder stark von den Gradienten an der Erdoberfläche beeinflußt sein. Ich stellte daher den Einfluß der Wetterlage in den verschiedenen Höhenstufen fest und fand dabei die folgende Tabelle, in welcher die Zahlen die Häufigkeit pro 100 Aufstiege angeben.

Tab. XIV.

	Erdb.	— 1000	— 2000	— 3000	— 4000	— 5000	— 6000	— 7000	— 8000	— 9000
antizyklonal . .	24,9	10,1	6,7	5,9	4,9	5,1	5,9	5,5	7,3	8,9
zyklonal	18,7	10,1	7,5	4,0	3,7	3,0	4,2	5,2	6,7	8,0

	— 10000	— 11000	— 12000	— 13000	— 14000	— 15000	> 15000
antizyklonal	9,6	8,5	4,7	1,5	0,7	0,9	0,4
zyklonal . .	6,0	4,4	4,5	1,1	1,0	0,0	0,0

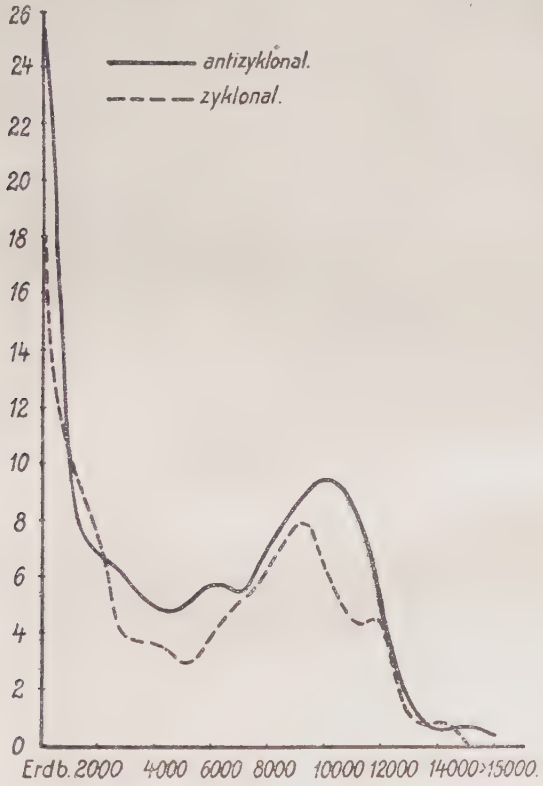

Fig. V.

Diese Tabelle ist wieder graphisch dargestellt in Fig. V. Man sieht aus der Kurve, daß die Gradienten über 1 bei antizyklonaler Wetterlage häufiger sind als bei zyklonaler, nur über

dem Erdboden bis 1000 m ist die Häufigkeit bei beiden Wetterlagen gleich groß und nur bei 1000—2000 m und bei 13 000 m bis 14 000 m überwiegt die Häufigkeit bei zyklonaler Wetterlage.

Von Bedeutung ist noch die Häufigkeit der überadiabatischen Gradienten in den verschiedenen Zyklonenquadranten. Bei dieser Einteilung wurde die Zyklone durch eine Gerade in der Richtung der Fortpflanzung und eine Normale dazu durch die Mitte der Zyklone zerschnitten gedacht. Die Ausdrücke „vorn rechts", „hinten links" usw. beziehen sich auf einen Beobachter, der mit der Zyklone fortschreitet. Zu dieser Untersuchung wurden nur gut ausgeprägte Zyklonen verwendet, doch war es nicht möglich, die Häufigkeit in den verschiedenen Quadranten an ein und derselben Zyklone zu untersuchen. Immerhin ist das Resultat genügend. Es ergab sich das durch Spalte A, B und C der Tab. XV dargestellte Resultat, nach welchem die Häufigkeit vorn rechts am größten und hinten links am kleinsten ist.

Tab. XV.

A	B	C	D						
Quadrant	Grad. pro 100 Aufst.	Aufst.	Erdboden	— 1000	— 2000	— 3000	— 4000	— 5000	— 6000
Vorn rechts	68,2	22	3	2	5	0	2	1	1
Vorn links	54,5	22	6	3	1	0	0	0	0
Hinten rechts	40,0	20	2	2	0	0	0	0	0
Hinten links	16,7	6	0	1	0	0	0	0	0

A	B	C	D					
Quadrant	Grad. pro 100 Aufst.	Aufst.	— 7000	— 8000	— 9000	— 10 000	— 11 000	— 12 000
Vorn rechts	68,2	22	1	0	0	0	0	0
Vorn links	54,5	22	0	0	0	0	2	0
Hinten rechts	40,0	20	1	2	1	0	0	0
Hinten links	16,7	6	0	0	0	0	0	0

Die Verteilung der überadiabatischen Gradienten in den verschiedenen Quadranten auf die verschiedenen Höhen ergibt sich aus den unter D zusammengefaßten Spalten der Tab. XV, jedoch reichen die Zahlen nicht aus, um Gesetzmäßigkeiten erkennen zu lassen.

Die gefundenen Resultate über die verschiedene Verteilung der überadiabatischen Gradienten nach Wetterlagen sind wieder Tatsachen, die sich nicht durch Eigentümlichkeiten der Instrumente und der Beobachtungsmethode erklären lassen, sondern bestimmt auf die Realität der Erscheinung hindeuten.

§ 9.

Klimatologische und geographische Verteilung.

Bei der Untersuchung über die klimatologische und geographische Verteilung der Gradienten größer als 1 wurden nur diejenigen Stationen benutzt, an denen ich mehr als 10 Aufstiege hatte. Es ist zu vermuten, daß die Verteilung wieder sehr stark von den überadiabatischen Gradienten an der Erdoberfläche beeinflußt sein wird, und ich hielt es für vorteilhaft, das Vorkommen solcher Gradienten für die einzelnen Stationen in den verschiedenen Höhenstufen festzustellen. Diese Untersuchung ergab nun die beiden folgenden Tab. XVI A und XVI B, deren erste die Zahl der Gradienten pro 100 Aufstiege, deren zweite die Anzahl der einzelnen Aufstiege enthält.

Die Tab. XVI A zeigt, daß die Stationen Guadalajara und Pawlowsk stark von den übrigen abweichen. Guadalajara zeigt eine abnorm große Anzahl der überadiabatischen Gradienten, in Pawlowsk kommen sie fast gar nicht vor. Nun stimmen aber die Ergebnisse von Guadalajara auch in anderer Hinsicht oft wenig mit denen der anderen Stationen überein. Für Pawlowsk haben wir sicheren Grund zu der Annahme, daß die überadiabatischen Gradienten als auf Fehlereinflüssen beruhend betrachtet und deshalb wegkorrigiert werden. Wir wollen demzufolge in den folgenden Untersuchungen von diesen beiden Stationen absehen.

Die so übrig bleibenden Zahlen lassen keine bestimmten Gesetzmäßigkeiten erkennen, wenn wir eine Höhenstufe von 1000 m betrachten. Dies kann nun entweder daran liegen, daß wir nicht genügend Beobachtungen haben, oder auch daran, daß keine Gesetzmäßigkeiten vorhanden sind. Nur am Erdboden und an der oberen Grenze der Troposphäre scheint sich ein klimatologischer und geographischer Einfluß geltend zu machen.

Tab. XVI A.

Station	E — 1000	1000 — 2000	— 3000	— 4000	— 5000	— 6000	— 7000	— 8000	— 9000	— 10000	— 11000	— 12000	— 13000	— 14000	— 15000	> 15000
Trappes . . .	8,0	1,5	0,7	0,7	0,0	2,2	3,7	6,7	9,9	14,1	10,5	7,6	0,0	0,0	1,7	0,0
Uccle	20,9	7,0	7,0	9,4	11,8	9,4	11,9	13,4	14,6	12,3	11,1	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0
Guadalajara* .	44,4	33,3	11,8	5,9	11,8	18,8	25,0	25,0	21,4	20,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Pavia	38,4	10,1	12,1	11,2	9,2	9,4	6,5	12,2	13,1	12,8	10,8	6,2	0,0	0,0	0,0	0,0
Straßburg . . .	32,0	9,4	6,8	7,5	6,2	4,8	6,2	0,7	9,6	3,9	4,1	5,5	3,9	2,3	3,1	0,0
Hamburg . . .	25,5	5,9	4,0	4,1	5,3	3,2	2,3	5,8	3,6	5,3	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Lindenberg . .	34,7	5,6	1,4	0,0	2,8	2,9	1,6	5,0	3,6	7,3	7,7	0,0	0,0	0,0	0,0	10,3
München . . .	9,6	3,7	3,0	2,3	0,8	4,0	2,4	1,6	0,0	1,8	1,9	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Wien	22,8	7,6	1,1	1,2	2,4	4,8	4,0	5,3	8,3	10,0	4,8	3,8	4,4	0,0	0,0	0,0
Zürich	27,3	12,1	7,0	10,3	11,1	3,7	0,0	4,0	4,2	4,3	5,0	5,9	0,0	10,0	0,0	0,0
Pawlowsk* . .	18,8	2,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	2,5	1,3	0,0	0,0	1,8	4,4	0,0	0,0	0,0
Nijni Oltchédaeff	69,3	3,4	0,0	1,7	0,0	8,6	8,9	11,5	17,3	4,0	4,2	4,7	0,0	0,0	0,0	0,0
Koutchino . . .	59,5	16,3	18,9	2,8	0,0	0,0	9,1	9,1	0,0	3,3	3,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ekaterinburg .	43,5	0,0	5,3	0,0	0,0	5,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tab. XVI B.

Station	E — 1000	1000 — 2000	— 3000	— 4000	— 5000	— 6000	— 7000	— 8000	— 9000	— 10000	— 11000	— 12000	— 13000	— 14000	— 15000	> 15000
Trappes . . .	137	137	137	137	137	135	135	134	132	128	124	119	103	83	58	48
Uccle	86	86	86	85	85	85	84	82	82	81	81	73	69	63	56	50
Guadalajara* .	18	18	17	17	17	16	16	16	14	10	7	5	4	4	3	2
Pavia	99	99	99	98	98	96	92	90	84	78	74	65	53	42	34	29
Straßburg . . .	150	149	148	147	145	144	144	141	136	129	123	109	102	88	65	57
Hamburg . . .	102	101	99	97	95	93	89	86	84	74	66	55	45	34	29	26
Lindenberg . .	72	72	72	71	70	68	64	60	56	55	52	51	47	38	32	29
München . . .	135	134	132	130	127	125	124	122	119	114	105	90	73	48	33	26
Wien	92	92	90	86	84	83	80	75	72	70	62	53	45	37	37	32
Zürich	33	33	29	29	27	27	25	25	24	23	20	17	13	10	9	9
Pawlowsk* . .	96	95	93	92	91	86	84	80	78	71	66	56	46	37	32	27
Nijni Oltchédaeff	62	59	59	59	58	58	56	52	52	50	48	43	27	25	18	17
Koutchino . . .	37	37	37	36	35	35	33	33	33	30	28	26	22	21	18	15
Ekaterinburg .	23	21	19	19	19	19	17	17	17	15	13	11	8	8	6	6

Die Verteilung der überadiabatischen Gradienten am Erdboden ist nochmals in Spalte A der Tab. XVII gegeben. Betreffs der Verteilung an der oberen Grenze der Troposphäre fassen wir die überadiabatischen Gradienten zwischen 9000 m und 12000 m zusammen und erhalten dadurch die Kolonne B der Tab. XVII. In Spalte C ist schließlich die Verteilung auf die verschiedenen Stationen ohne Rücksicht auf Höhenstufen zusammengefaßt. Die Zahlen bedeuten überadiabatische Gradienten pro 100 Aufstiege.

Tab. XVII.

Station	A	B	C
Trappes . . .	8,0	41,9	62,8
Uccle	20,9	40,8	127,9
Pavia	38,4	43,0	130,3
Straßburg . . .	32,0	20,1	97,3
Hamburg . . .	25,5	12,2	62,7
Lindenberg . .	34,7	18,6	70,8
München . . .	9,6	7,0	31,9
Wien	22,8	18,6	71,7
Zürich	27,3	19,4	84,8
Nijni Oltchédaeff	69,3	30,2	127,4
Koutchino . . .	59,5	6,9	118,9
Ekaterinburg .	43,5	0,0	52,2

Für die Spalte B wurden die Höhen 9000 m und 12000 m gewählt, weil sie annähernd mit den Druckflächen 300 mbar bezw. 200 mbar zusammenfallen (vgl. Bjerknes[12]). Zwischen diesen Druckflächen findet nun aber fast regelmäßig eine Temperaturumkehr statt, d. h. in denjenigen Gebieten, wo es in der 300 mbar-Fläche warm ist, ist es in der 200 mbar-Fläche kalt und umgekehrt. Ein sehr gutes Beispiel dafür haben wir am 18. Mai 1910 $9^1/_2{}^h$ p. G. Z. In den Figuren VI und VII sind die Isothermen in der 300 mbar-Fläche und 200 mbar-Fläche dargestellt, welche deutlich die Temperaturumkehr erkennen lassen.

Den klimatologischen und geographischen Einfluß erkennen wir am besten, wenn wir die Zahlen aus Tab. XVII in Karten eintragen und die Kurven gleicher Häufigkeit, auf 100 Aufstiege bezogen, zeichnen.

Spalte A liefert die Figur VIII. Zunächst fällt die geringe Häufigkeit in München auf, die sich vielleicht mit dem Föhn in

Zusammenhang bringen läßt, falls nicht ein ähnlicher Grund wie für Pawlowsk vorliegt. Sehen wir von München ab, dann haben

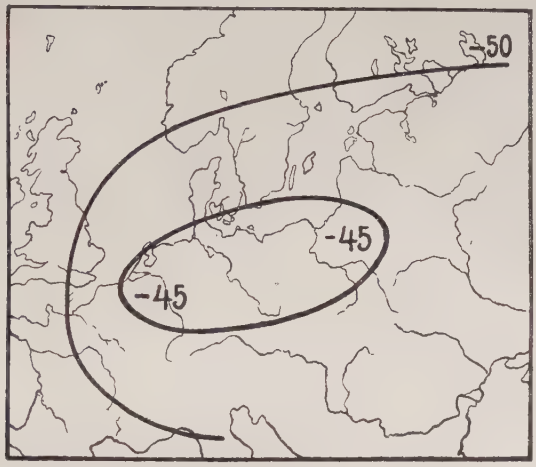

Fig. VI.

wir eine Abnahme der Häufigkeit von Süd-Ost nach Nord-West. Klimatologisch betrachtet ist also die Häufigkeit über dem Lande

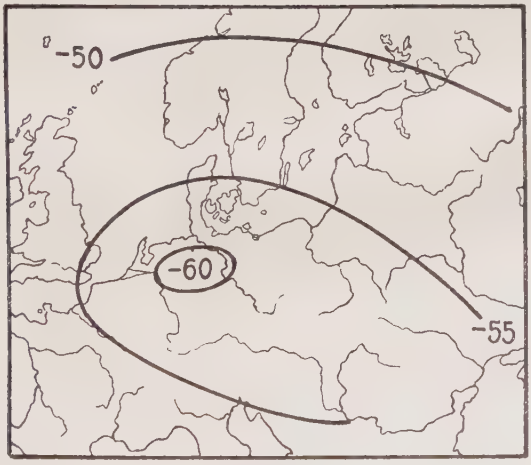

Fig. VII.

größer als in der Nähe des Meeres. Geographisch betrachtet ist die Häufigkeit im Süden größer als im Norden.

Spalte B liefert die Figur IX. Wiederum fügt sich München dem Gesamtbilde nicht gut ein. Geographisch betrachtet haben

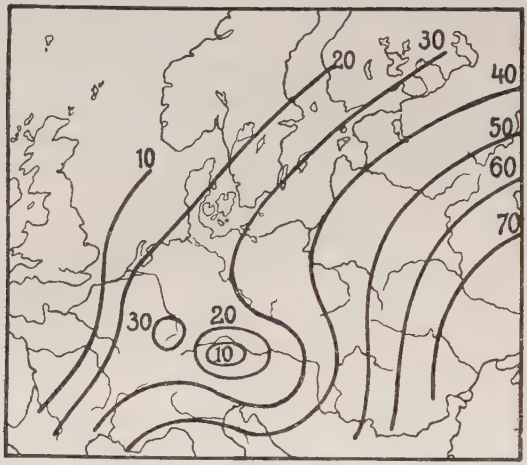

Fig. VIII.

wir wieder eine Abnahme von Süden nach Norden. Klimatologisch betrachtet haben wir offenbar einen Einfluß des Meeres, der jetzt

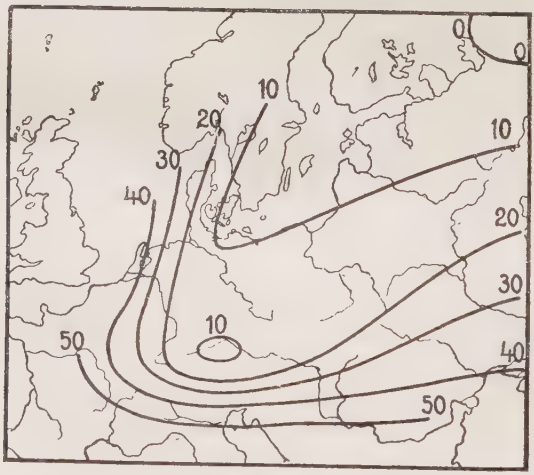

Fig. IX.

gerade entgegengesetzt als am Erdboden wirkt. Am Meere ist nämlich die Häufigkeit groß und über Rußland ist sie sehr gering.

Somit macht sich also auch in größeren Höhen ein klimatologischer Einfluß geltend.

Spalte C liefert die Figur X. Die wenigsten überadiabatischen Gradienten finden wir wieder in München, die meisten in Pavia. Die Kurven gleicher Häufigkeit laufen im großen und ganzen von Osten nach Westen, und zwar nimmt die Häufigkeit nach Norden hin ab.

In den Tropen sind die überadiabatischen Gradienten am Erdboden häufig, wie sich aus den Aufstiegen der aerologischen

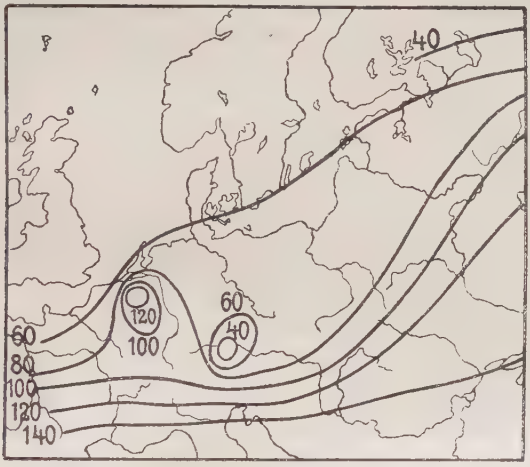

Fig. X.

Expedition nach Ostafrika ergibt. Über diejenigen in größeren Höhen läßt sich nichts aussagen, da nur wenige Aufstiege größere Höhen erreicht haben.

Da mit Ausnahme von Trappes und den russischen Stationen ganz überwiegend Instrumente derselben Herkunft verwendet wurden, so kann man wohl auch diese Verteilung nicht auf Instrumentenverhältnisse zurückführen. Unsere Auffassung von der Realität der überadiabatischen Gradienten erhält also eine neue Stütze.

§ 10.
Vertikale und horizontale Ausdehnung der Schichten mit überadiabatischen Gradienten.

Betreffs der vertikalen Ausdehnung der Schichten mit überadiabatischen Gradienten fragen wir nach der kleinsten, der größten und der durchschnittlichen Mächtigkeit dieser Schichten und finden als Antwort darauf, daß die angegebenen Schichtdicken zwischen 20 m und 3020 m schwanken und daß die durchschnittliche Schichtdicke 400 m beträgt. 3020 m finden wir am 6. November 1907 in Hamburg. Am 2. März 1905 findet man in Wien sogar eine nicht mit berücksichtigte Mächtigkeit von 4227 m, allerdings ist bei diesem Aufstiege das Rohrthermometer verwendet, welches als tiefste Temperatur den sehr unwahrscheinlichen Wert —85,4° C registriert hat.

Wigand und Lutze[8] finden bei einem Aufstiege im Freiballon eine Schichtdicke von 900 m, ebenso finden Aßmann und Berson[6] bei einem Freiballonaufstiege eine Mächtigkeit von 1500 m und am Erdboden sogar von 2500 m.

Um ein Urteil über die horizontale Ausdehnung der Schichten mit Gradienten über 1 zu gewinnen, fragen wir, ob wir an benachbarten Stationen in etwa derselben Höhe überadiabatische Gradienten zu etwa derselben Zeit finden. Unter etwa derselben Höhe verstehe ich hierbei ein Intervall von 500 m höher bis zu 500 m tiefer, unter etwa derselben Zeit einen Zeitraum von 6 Stunden, obgleich dieses Intervall eigentlich schon zu groß ist. Als benachbarte Stationen betrachte ich dabei die folgenden Gruppen, die in Fig. XI eingetragen sind:

1. Trappes—Uccle.
2. Trappes—Puy de Dome.
3. Uccle—Hamburg—Lindenberg.
4. Straßburg—Zürich—München—Friedrichshafen.
5. München—Wien.
6. Petersfield—Manchester—Pyrton Hill.

Als Resultat findet man 9 Fälle, das sind 18 Gradienten von 798, wo an 2 benachbarten Stationen in etwa derselben Höhe überadiabatische Gradienten auftreten; an 3 benachbarten Stationen

zugleich findet man sie niemals. Man kann nun annehmen, daß diese 18 Gradienten zu ausgedehnteren Schichten gehören, und in einzelnen Fällen findet diese Annahme auch eine Stütze durch

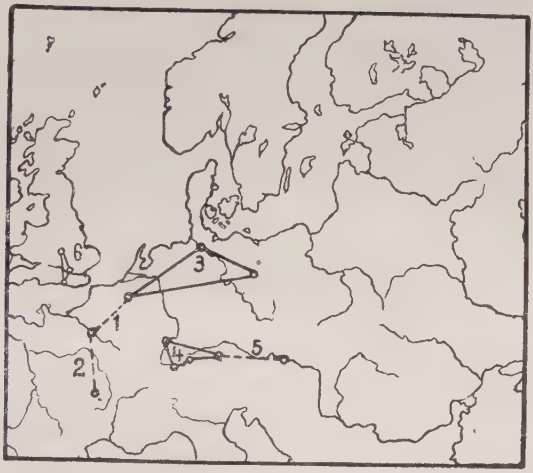

Fig. XI.

die synoptische Betrachtung, wie z. B. am 19. Mai 1910, $2^h a$[13]. Im allgemeinen aber neige ich mehr zu der Ansicht, diese Fälle dem Zufall zuzuschreiben. Somit können wir sagen, daß die überadiabatischen Gradienten in der freien Atmosphäre — denn auf diese beschränkt sich die letztere Untersuchung — vor-

Fig. XII.

wiegend nur lokale Erscheinungen sind und nicht ausgedehnten Schichten angehören, wie es nach Sverdrup's Untersuchungen[14] für die Temperaturinversionen möglich ist.

Andererseits kann man aus dem häufigen Antreffen überadiabatischer Gradienten beim Aufstieg und Abstieg folgern, daß

Ausdehnungen bis zu 20 km gar nicht allzu selten sind. Den Wert 20 km nehme ich aus folgendem Grunde an. Im Durchschnitt ist der Aufstiegsort und der Landungsort der Registrierballons 40 km voneinander entfernt. Wir können nun die Bahn des Ballons stark vereinfacht als Gerade darstellen, wie es in Fig. XII geschehen ist. Dann ergibt sich für die Entfernung der beiden Punkte, in welchen eine Niveaufläche von der Aufstiegskurve und Abstiegskurve durchstoßen wird, im Mittel der Wert 20 km.

§ 11.

Windsprung an Stellen mit überadiabatischen Gradienten.

Für das im § 10 gewonnene Resultat, daß die überadiabatischen Gradienten vorwiegend lokale Erscheinungen bilden, spricht auch die folgende Untersuchung, durch die festgestellt werden sollte, ob an den Stellen mit überadiabatischen Gradienten ein Windsprung stattfindet. Es ergab sich, daß zwar kleine Windsprünge vorkommen, die jedoch nicht größer sind als auch an anderen Stellen. Im übrigen ist das Material wieder nicht ausreichend, da die Windverhältnisse ziemlich selten und außerdem gewöhnlich nur von 500 m zu 500 m angegeben sind. Da nun ausgeprägte Schichtungen in der Atmosphäre mit Windsprüngen verbunden zu sein pflegen, scheinen dieselben bei den überadiabatischen Gradienten sehr selten in Betracht zu kommen.

Dritter Teil.

Erklärungsversuche für die Entstehung überadiabatischer Gradienten.

§ 1.

Allgemeines.

Nachdem sowohl die Untersuchung der Fehlereinflüsse als auch die statistischen Untersuchungen gezeigt haben, daß ein Teil der Gradienten über 1 reell sein muß, wollen wir uns noch die Frage vorlegen, wodurch derartige Gradienten entstehen

können. Wenn wir in der Lage sind, eine befriedigende Antwort auf diese Frage zu geben, die mit den Erfahrungen und Beobachtungen nicht in Widerspruch steht, so haben wir in diesen Erklärungen zugleich eine weitere Stütze für die Realität.

Wenn wir uns eine Strecke der Vertikalen durch den tieferen Punkt A und den höheren B abgegrenzt denken, so kann ein überadiabatischer Gradient längs dieser Strecke allgemein gesprochen dadurch entstehen, daß im Punkte A die Temperatur erhöht oder im Punkte B die Temperatur erniedrigt wird, oder es kann auch beides zusammenwirken.

§ 2.
Seitliche Konvektion.

Wärmezufuhr im unteren Punkte oder Wärmeentziehung im oberen Punkte einer vertikalen Strecke kann z. B. durch seitliche Konvektion zustande kommen. Auf diese Weise wird man vor allem ausgedehnte Schichten mit überadiabatischen Gradienten zu erklären suchen, wie wir eine am 19. Mai, 2^h a vor uns haben (vgl. Veröffentlichungen des Geophysikalischen Institutes der Universität Leipzig[13]). An diesem Tage wurde über Pavia in der III. Hauptschicht (vgl. Bjerknes[12]) eine kalte Luftmasse registriert. Diese Beobachtung ist von benachbarten Stationen gestützt und findet sich auch bei einem Aufstiege 5 Stunden später wieder, so daß man an ihrer Realität kaum zweifeln kann.

§ 3.
Luftschlieren.

Außer den in § 2 betrachteten langsamen Temperaturänderungen durch seitliche Konvektion gibt es auch sehr rasch veränderliche. Diese Erscheinung bezeichnet man als Luftschlieren. Man kann diese Schwankungen feststellen aus Originalregistrierungen von Bergstationen. Ferner teilte mir Herr Dr. Wenger in Leipzig mit, daß er diese Schwankungen während seines Aufenthaltes in Teneriffa beobachtet hat. Auf der Spitze des isoliert stehenden Pik von Teneriffa hat er mit dem

Aßmannschen Psychrometer Temperaturschwankungen bis zu 2° C innerhalb weniger Sekunden gefunden.

Durch dieses Schwanken kann man sich überadiabatische Gradienten entstehen denken, was Berson [1] auch tut.

§ 4.
Strahlung.

Bei der Strahlung haben wir Einstrahlung, Ausstrahlung und Reflexion zu unterscheiden. Durch Ausstrahlung kann in dem oberen Punkte einer vertikalen Strecke ein Wärmeverlust entstehen, während durch Einstrahlung und Reflexion im unteren Punkte einer vertikalen Strecke eine Wärmezufuhr stattfindet. Die Einstrahlung wird gewöhnlich zur Erklärung überadiabatischer Gradienten direkt über dem Erdboden, die im allgemeinen für reell gehalten werden, herangezogen. Außerdem wirkt dort noch die Reflexion. Letztere ist aber auch an der oberen Grenze von Wolkenschichten wirksam. Nach den Ausführungen Regers [2] soll sogar jede Diskontinuitätsfläche in der Atmosphäre ähnlich wirken. Es muß daher angenommen werden, daß in der freien Atmosphäre über Wolken- und vielleicht auch Diskontinuitätsflächen überadiabatische Gradienten durch Strahlungswirkung entstehen können.

An der Meeresoberfläche kommt die Einstrahlung nur in geringem Maße in Betracht, hier spielt vor allem die Reflexion eine große Rolle.

Ebenso ist die Ausstrahlung nach oben hin in der freien Atmosphäre von Bedeutung. Leider sind die Gesetze der atmosphärischen Strahlung noch nicht genügend bekannt, um eine eingehende Diskussion zu gestatten.

§ 5.
Kondensation.

Herrn Dr. Wenger verdanke ich die Anregung zu folgender Überlegung. Wir betrachten eine 100 m hohe Luftsäule A B, die oben trocken und unten gesättigt feucht ist. Die Sättigung sei eben erst eingetreten, so daß das Partikel A die Temperatur t

und das Partikel B die Temperatur t — 1 habe. Lasse ich nun diese Luftmasse als Ganzes adiabatisch aufsteigen, dann wird das Partikel B sich nach der Trockenadiabate abkühlen, d. h. um 1° C pro 100 m, während das Partikel A sich nach der Kondensationsadiabate abkühlt, d. h. um weniger als 1° C pro 100 m. A möge 1 Hektometer bis A′ steigen (vgl. Fig. XIII) und sich dabei um $a^0 < 1$ abkühlen. B wird dann $h_1 > 1$ Hekto-

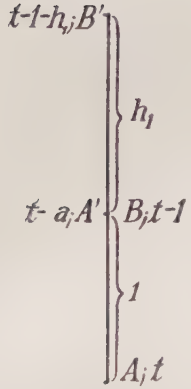

Fig. XIII.

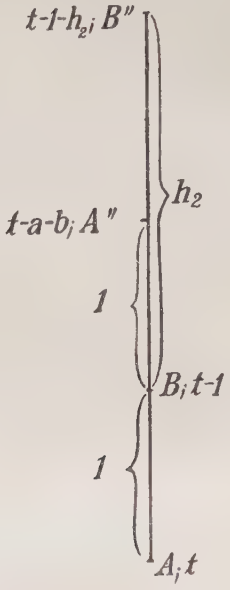

Fig. XIV.

meter bis B′ steigen und sich um $h_1{}^0$ abkühlen. Dann herrscht in A′ die Temperatur t — a und in B′ die Temperatur $t - 1 - h_1$. Der Gradient in der Luftsäule A′ B′ wird dann

$$g_1 = \frac{(t - a) - (t - 1 - h_1)}{h_1} = \frac{h_1 + 1 - a}{h_1} = 1 + \frac{1 - a}{h_1}$$

und da $a < 1$ ist, ergibt sich $g_1 > 1$.

Lasse ich das Partikel A um 2 Hektometer bis A″ steigen (vgl. Fig. XIV), dann steigt B um $h_2 > 2$ bis B″. Bezeichne ich

den gesättigt adiabatischen Gradienten von A im zweiten Hektometer mit $b < 1$, so erhalte ich als Gradienten g_2 für A″B″

$$g_2 = \frac{(t - a - b) - (t - 1 - h_2)}{h_2 - 1} = \frac{h_2 + 1 - a - b}{h_2 - 1}.$$

Die Überschreitung des Wertes 1 ist dann

$$\frac{2 - a - b}{h_2 - 1} = \frac{1 - a}{h_2 - 1} + \frac{1 - b}{h_2 - 1}.$$

Angenähert ist $h_2 - 1 = h_1$, woraus sich ergibt

$$g_2 > g_1.$$

Da ferner h_1 h_2 a b abhängig vom Druck und von der Temperatur sind, folgt, daß die durch Kondensation entstehenden überadiabatischen Gradienten abhängig sind vom Druck, von der Temperatur und von der Steighöhe seit der Zeit der Sättigung im unteren Teile der Luftsäule. Diese Gradienten können aber immer nur an der Grenzfläche zwischen ungesättigter und gesättigter Luft entstehen und werden dann durch die nachströmende feuchte Luft an derselben Stelle wieder verschwinden.

Ist die Luft im oberen Punkte trocken, dann ist der Prozeß räumlich unbeschränkt, ist sie dagegen nur ungesättigt, dann ist er beschränkt; er hört auf, wenn Sättigung eintritt.

§ 6.

Übersättigung und Unterkühlung.

Die Übersättigung kann zwar keine größeren Gradienten erzeugen als diejenigen, welche durch die Kondensation erklärt sind; sie kann aber plötzlich große Gradienten hervorbringen. Die Voraussetzungen sind zunächst dieselben wie bei der Kondensation. Infolge des Mangels an Kondensationskernen bedarf es aber einer Feuchtigkeit von mehr als 100 %, damit Kondensation eintritt. Bei vollständigem Fehlen derselben kann sogar nach Wilson[15] eine Übersättigung von 500 % erreicht werden, und Gerdien[16] nimmt an, daß solche Verhältnisse auch in der Atmosphäre vorhanden sein können. Tritt bei der Übersättigung m % plötzlich Kondensation ein, so wird die $\frac{m}{100}$ fache Dampf-

menge kondensieren, es wird also die $\frac{m}{100}$ fache Wärme frei, und die Temperaturabnahme des Partikels A (vergl. § 5) wird den $\frac{m}{100}$sten Teil, also $a \cdot \frac{100}{m}$ betragen. Wir erhalten dann als Überschreitung des adiabatischen Wertes

$$\frac{1 - \frac{a \cdot 100}{m}}{h_1} r$$

wobei $m > 100$ ist.

Ähnlich ist es mit der Unterkühlung. Diese beruht darauf, daß Wassertröpfchen kondensieren, aber erst bei Berührung mit festen Partikeln erstarren. Indessen sind die dabei auftretenden Gradienten nicht von derselben Größe wie bei der Übersättigung, da ja die Erstarrungswärme nur 80 Kal. beträgt gegen etwa 700 Kal. Sublimationswärme.

Zusammenfassung.

Unsere Untersuchung lieferte folgende Stützen für die Realität der überadiabatischen Gradienten:

Überadiabatische Gradienten werden nicht allein bei Aufstiegen von Drachen- und Registrierballoninstrumenten, sondern auch bei Aufstiegen mit dem Quecksilberthermometer und Quecksilberbarometer gefunden.

Bei unbemannten Aufstiegen mit mehreren Thermometern und Barometern liefern die verschiedenen Kombinationen von je einem Thermometer und Barometer übereinstimmend überadiabatische Gradienten.

Ferner werden solche Gradienten häufig bei Auf- und Abstieg in derselben Höhenlage angetroffen.

Die überadiabatischen Gradienten, welche durch Instrumentalfehler vorgetäuscht werden könnten, würden höchstens einen Mittelwert von 1,09 haben hönnen; der Mittelwert der beobachteten Gradienten aber ist 1,27.

Die statistische Bearbeitung ergab Gesetzmäßigkeiten in der Verteilung der überadiabatischen Gradienten nach der Höhe, nach der Jahreszeit, nach der Wetterlage und nach der geographischen Lage. Während die Verteilung nach der Höhe möglicherweise noch durch Instrumentaleinflüsse vorgetäuscht sein kann, kann ein solcher Einfluß für die anderen Gesetzmäßigkeiten nicht angenommen werden.

Es sind in der Atmosphäre eine Reihe von Einflüssen wirksam, welche solche Gradienten erzeugen können.

Robert Noske, Borna-Leipzig, Großbetrieb für Dissertationsdruck.

Lebenslauf.

Ich, Julius Bruno Wiese, wurde am 17. Juli 1891 in Leipzig als Sohn des Kaufmanns Hermann Wiese geboren, bin ev. luth. und besitze die sächsische Staatsangehörigkeit.

Von Ostern 1898 bis Ostern 1902 besuchte ich die V. Bürgerschule in Leipzig, ging dann auf die III. Realschule hierselbst über und erwarb Ostern 1908 die Berechtigung zum einjährig-freiwilligen Dienst. Darauf besuchte ich ab Ostern 1908 die Oberrealschule in Leipzig und bestand daselbst Ostern 1911 die Reifeprüfung. Nachdem ich vom 1. April bis zum 5. Mai 1911 als Einjährig-Freiwilliger gedient hatte, wurde ich als zurzeit untauglich entlassen und begann, an der Universität Leipzig Mathematik und Physik zu studieren. Seit S.S. 1913 widmete ich mich speziell meteorologischen Studien. Während des Studiums hat sich mein Militärverhältnis dahin geregelt, daß ich jetzt zur Ersatz-Reserve der Infanterie zähle.